

Az agyagos rész vizsgálata jellemző talajtípusokban

STEFANOVITS PÁL

MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézet, Budapest

A talaj termékenységének alapvető tulajdonsága tápanyag- és vízszolgáltató képessége, mely nagymértékben függ a talaj szervesetlen alkotórészének minőségétől. Hazai irodalmunkban a talaj ásványi részét általában fizikai viselkedésével szokták jellemezni és csak kevés adatunk van a talajok ásványtani, valamint teljes kémiai összetételéről. A talaj szervesetlen részének legtevékenyebb része az agyagos rész, melyre vonatkozóan csak kevés, kizárólag mennyiségi adatra támaszkodhatunk. Mind a hazai, mind a külföldi talajtani irodalomban a talajok fizikai jellemzésénél leggyakrabban csak az egyes szemcsenagyságok egymáshoz való viszonyát adják meg anélkül, hogy az egyes szemcsék ásványi, valamint kémiai összetételét és ezzel kapcsolatos kolloidikai viselkedését közelebbről jellemeznék. Scheffer [5], Schroeder [6] és Gorbunov [2] összefoglaló cikkei elsősorban a talaj agyagos részének kristályos ásványaival foglalkoznak. Igazolják az agyagásványok ismeretének szükségességét és ismertetik az alkalmazható módszereket. Kevés adatot dolgoztak fel azonban oly módon, hogy ebből a talajok keletkezésére, a talajban lejátszódó folyamatokra következtetni lehetne. Laatsch [3], Pallmann [4] és Gorbunov [1] már nemcsak a kristályos, hanem az amorf ásványi kolloidok vizsgálatát is fontosnak tartja, hogy ezáltal a talaj agyagos részét egészében jellemezni lehessen.

Mivel hazai viszonyok között még csak szórványosan vannak adatok a talaj-kolloidokra vonatkozóan, célul tűztem ki főbb talajtípusaink agyagos részének vizsgálatát. Szükségesnek véltem ezeket a vizsgálatokat, hogy a szemcseeloszlást minőségi adattal is kiegészíthessük és hogy tájékoztatást kapjunk a talajok genetikai és dinamikai viszonyairól.

Módszer

Az agyagos rész elkülönítését hig ammóniás peptizációval, és $MgCl_2$ -os kicsapással végeztem. Az így elkülönített agyagos részt H_2O_2 -val kezeltem, a szervesanyag elroncsolása céljából. Az elkülönített és megtisztított szervesetlen kolloidok kémiai összetételét gyors módszerrel állapítottam meg, melynek leírását Szűcs [7] tette közzé. A vizsgálati adatok legalább két ismétlés átlagát tüntetik fel. Az agyagos rész kationkicszerelő képességét Mehlich-szerint vizsgáltam. Az agyagásvány vizsgálatokat Földváryné-Kliburszky-rendszerű DTA-készülékkel készített termikus görbék segítségével folytattuk le. A karbonátos agyagmintákat a DTA vizsgálat előtt azonban 2%-os HCl-el hidegen kezeltem a karbonátok és a kezelés folytán keletkezett oxalátok eltávolítása céljából.

Vizsgálati helyek ismertetése

Az agyagos rész vizsgálatát hegyvidéki erdőtalajokon, alföldi mezőségi, réti és szikes talajokon végeztem, melyeket úgy válogattam meg, hogy lehetőleg különböző talajképző kőzeten kialakult talajok szerepeljenek.

A *Mátraháza*-jelzésű szelvény andezittufa málladékon kialakult gyengén podzolos barna erdőtalaj. Növénytakarója bükk-sásos-tölgyes. Feltalaja gyengénsavanyú (pH 5,6) A-szintje 25 cm. A mintavételkor a kőzet málladékból is vettem mintát (140 cm alatt).

A *Toldi pusztai*-talaj (Andocs község mellett) löszön kialakult barna erdőtalaj, melynek növénytakarója cseres tölgyes. A szintje 25 cm vastag, kifakult poros szerkezetű, pH-ja 5,2; B-szintje 25—60 cm között van, vöröses barna színű, agyagosabb, és sokszögös, apródiós szerkezetű. A karbonátos szint 60 cm alatt található.

A *Kehidai* szelvény pannon üledéken kialakult barna erdőtalaj, szántóföldi művelés alatt. A szintje 25 cm, fakó, laza szerkezetű, gyengén savanyú és B-szintje 25-től 80 cm-ig terjed. Altalaja karbonátmentes üledék.

A *Budakeszi*-jelölésű talajszelvény oligocén karbonátos üledéken keletkezett. A szelvény felső 1 m-es rétegében homokkő törmelékek is találhatók, melyek a lejtő felső szakaszán kibukkanó oligocén homokkőből származnak. A növénytakaró mészkerülő tölgyes. A talaj típusa gyengén podzolos barna erdőtalaj. Az A-szintek együttes vastagsága 35 cm, színük fakó, szerkezetük leveles, poros, kémhatásuk gyengén savanyú (pH 5,5). A B-szintjük 85 cm-ig tart, vöröses barna, míg a karbonátos C-szint 90 cm alatt kezdődik.

A *Bánkúti* szelvény löszön kialakult mezőségi talaj szántóföldi művelés alatt. Humuszrétege 100 cm vastag. A szelvény végig karbonátos, kémhatása gyengén lúgos (pH 8,5-nél kisebb).

A *Karcagi* szelvény típusa szikes réti-mezőségi, alföldi löszön. Humuszrétege 75 cm vastag. Kémhatása gyengén lúgos, 75 cm-től karbonátos. A szelvény Máté Ferenc kandidátus mintavétele, ugyanúgy, mint a következő talaj is. Átengedésükért ezúton is köszönetet mondok.

Déaványai szolgyosodott, oszlopos szikes szelvény. Feltalajában fehéres, porszerű kovasav található. A tömött felhalmozódási szint alatt 80 cm-ben már megjelenik a karbonát.

A *Hortobágy*-on felvett meszes-szódás oszlopos szikes szelvény felszínén ugyancsak megtalálható a kovasav porosodás. Mind a 35 cm-es A-szint, mind az alatta fekvő szintek kémhatása lúgos, és karbonátot tartalmaznak. Talajképző kőzete átmosott agyagos lösz.

A vizsgálati adatok ismertetése

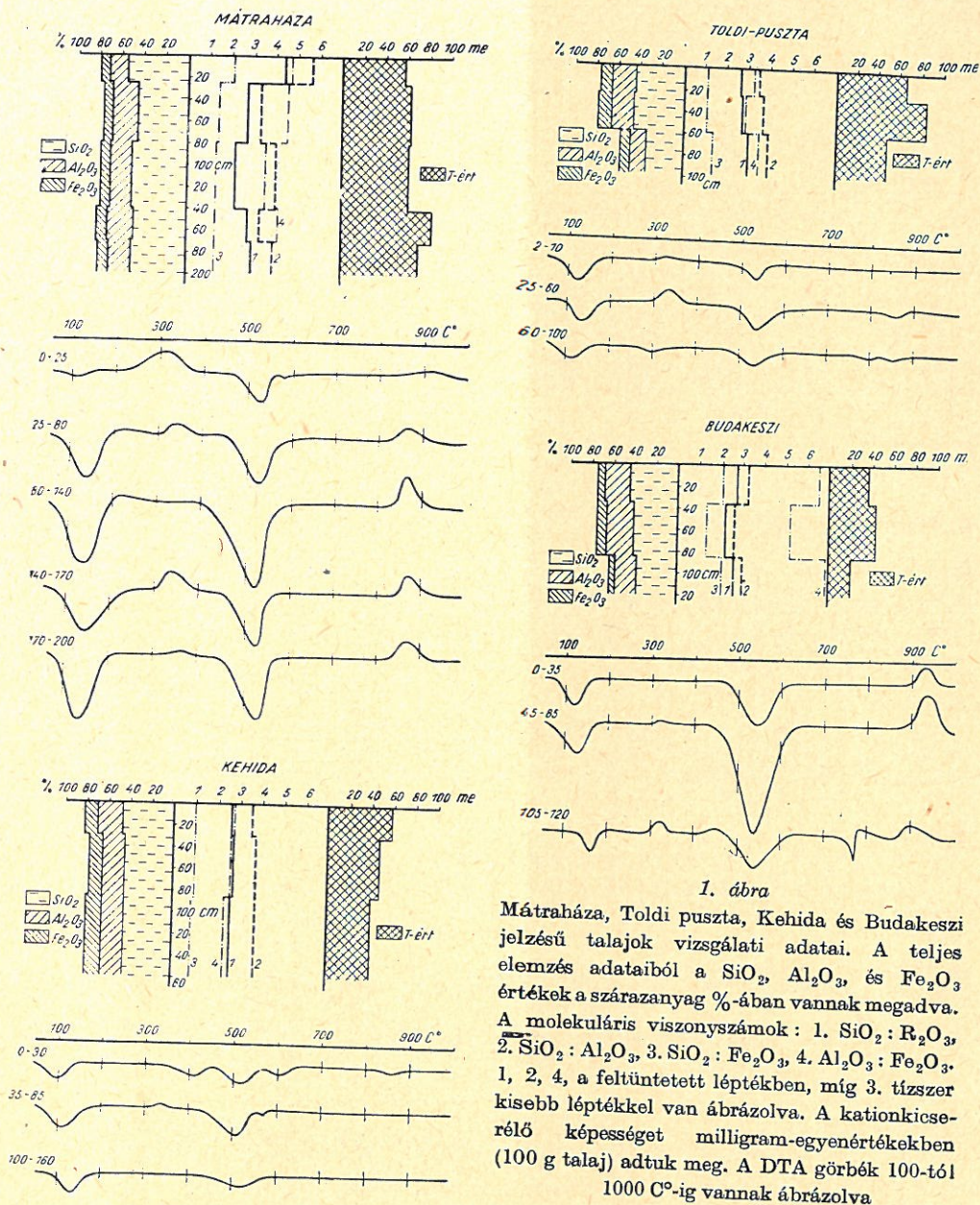
Az elemzési adatokat az 1. táblázatban foglaltam össze. Az adatokat jobb áttekinthetőség érdekében azonban grafikusán is ábrázoltam és az 1. és 2. ábrákon feltüntettem az egyes minták DTA görbéit is.

A *mátraháza*i podzolos barna erdőtalaj szelvény elemi összetételében a feltalaj kovasav tartalmának nagysága tűnik szemünkbe. Az agyagos rész jellege itt pontosan megfelel azoknak az elképzeléseknek, melyek a podzolosodás folyamata alatt értendők. A viszonyszámok, elsősorban a kovasav-szesszkvioxid és kovasav-alumínium hányadosok 140 cm-ig előbb rohamosan, majd fokozatosan csökkennek. A felszín podzolosodásával egyenértékű felhalmozódási szintben 80 cm-ig kevesebb a vas, míg 80 és 140 cm között több. Az ennél mélyebben fekvő szintekben már a talajképző kőzetre jellemző tulajdonságok lépnek előtérbe, melyeket a talajképződés már csak kis mértékben érint.

1. táblázat

Jellemző talajtípusok agyagra kcióinak elemzési adatai (sz. a. %-ban) és kation kicserélő képessége (me/100 g)

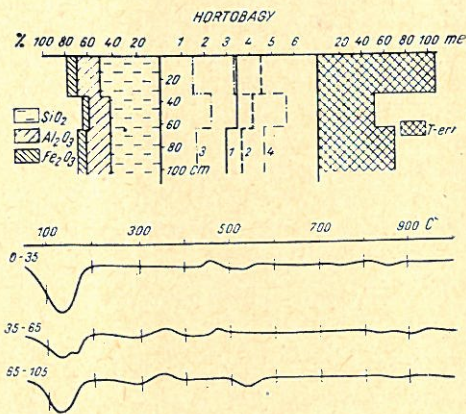
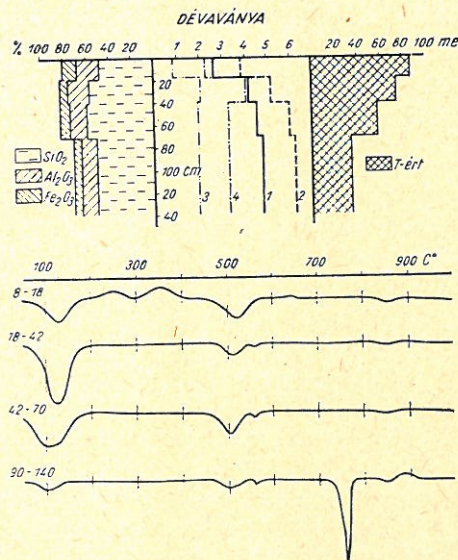
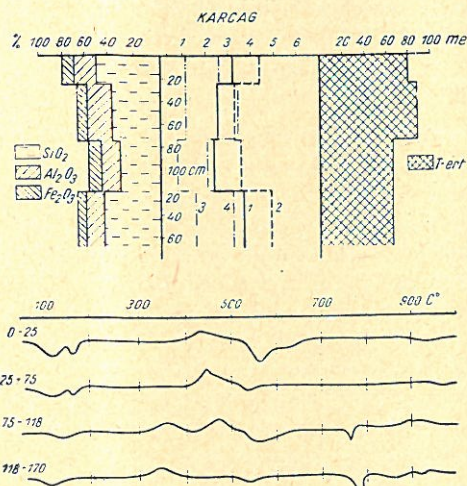
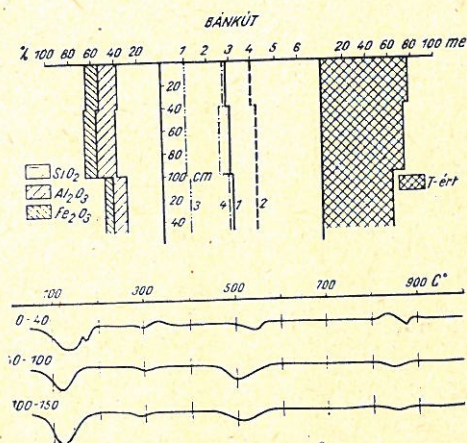
Minta megnevezése, rétegvastagság	Izzítási vesztőség	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃	SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃	T— érték
Mátraháza									
0—25	11,17	55,00	16,42	7,00	4,41	5,61	20,67	4,76	56
25—80	11,54	45,27	22,87	7,74	2,73	3,32	15,33	4,62	62
80—140	13,09	49,74	20,74	8,88	2,16	4,02	14,72	3,67	61
140—170	12,56	48,17	24,24	9,12	2,69	3,33	13,88	4,17	82
170—200	12,20	49,05	22,46	8,92	2,92	3,89	14,43	3,71	70
Toldi-pusztá									
2—10	11,14	44,61	21,67	10,97	2,61	3,45	10,69	3,20	64
25—60	11,03	45,79	21,16	11,89	2,68	3,64	10,15	2,80	83
60—100	19,84	34,34	14,85	8,61	3,02	3,88	13,61	3,52	48
Kehida									
0—30	11,26	47,20	22,18	12,66	2,61	3,56	9,80	2,76	58
30—85	8,63	45,38	19,45	11,74	2,70	3,73	9,70	2,60	47
100—160	11,64	44,53	19,81	13,59	2,62	3,76	8,61	2,29	39
Budakeszi									
0—35	14,72	45,41	23,76	5,88	2,76	3,20	20,32	6,46	35
45—85	11,99	41,11	25,59	8,02	2,18	2,60	13,45	5,18	43
102—120	16,43	37,25	20,96	4,68	2,61	2,98	20,95	7,03	20
Bánkút									
0—40	12,07	38,37	16,49	9,61	2,84	2,90	10,50	2,69	76
40—100	13,23	40,55	16,47	10,37	2,94	4,12	10,28	2,49	72
100—150	10,81	30,75	12,62	6,78	3,04	4,08	11,91	2,91	62
Karcag									
0—25	10,36	49,82	19,19	11,60	3,14	4,35	11,29	2,60	79
25—75	10,86	37,72	19,46	9,12	2,49	3,23	10,81	3,35	87
75—118	15,91	31,27	14,76	11,60	2,36	3,55	7,08	1,99	65
118—170	14,71	44,95	15,58	7,71	3,67	4,83	15,30	3,17	65
Dévaványa									
8—18	12,56	46,66	20,07	13,70	2,71	3,90	8,95	2,29	84
18—42	8,82	56,61	18,16	7,01	4,19	5,22	21,22	4,07	75
42—70	7,77	57,76	16,17	7,78	4,58	5,98	19,52	3,26	58
90—140	12,48	50,25	13,45	6,37	4,80	6,25	20,74	3,31	35
Hortobágy									
0—35	10,47	50,42	18,72	8,90	3,45	4,50	14,79	3,31	107
35—65	9,37	41,55	17,11	4,78	3,45	4,07	22,90	5,62	51
65—105	10,31	41,93	19,50	6,69	2,95	3,60	16,47	4,57	69



1. ábra

Mátraháza, Toldi pusztá, Kehida és Budakeszi jelzésű talajok vizsgálati adatai. A teljes elemzés adataiból a SiO₂, Al₂O₃, és Fe₂O₃ értékek a szárazanyag %-ában vannak megadva. A molekuláris viszonzyszámok: 1. SiO₂:R₂O₃, 2. SiO₂:Al₂O₃, 3. SiO₂:Fe₂O₃, 4. Al₂O₃:Fe₂O₃. 1, 2, 4, a feltüntetett léptékben, míg 3. tízszer kisebb léptékkel van ábrázolva. A kationkicszerelő képességet milligramm-egyenértékekben (100 g talaj) adtuk meg. A DTA görbék 100-tól 1000 C°-ig vannak ábrázolva

A fenti képnek megfelelően alakul az agyagos rész kationkicszerelőképessége is. A feltalaj T-értéke valamivel kisebb a sok kovasav következtében, míg a mélyebben fekvő szintek elnyelőképessége 60—80 m. e. A T-érték nagysága, nagy kationkicszerelő képessége montmorillonit csoportba tartozó agyagásvány jelenlétére enged következtetni. A termikus adatok is a podzolosodást igazolják, mert a feltalaj agyagos részének termikus görbéje kis kezdeti vízleadást, közepes 500—550°-os rácsvíz leadást, kevés



2. ábra

A Bánkút, Karcag, Dévaványa és Hortobágy jelzésű talajok vizsgálati adatai.

A feltüntetett adatok magyarázatát lásd 1. ábránál

kvarc jelenlétét mutatja. Hiányzik ezen a görbén a 870° körül jelentkező hőleadás is, mely a mélyebb szintekben mindenütt megtalálható. A szelvény többi része termikus viselkedés szempontjából igen hasonló. Az andezit-tufa málladékon kialakult, vagy nyirok féleségeken képződött talajok általános képének megfelelően igen erős kezdeti vízleadás lép fel, melynek DTA-hullámja egységes: ezután erős $500-550^{\circ}C$ körüli rácsvíz leadás észlelhető, majd $870^{\circ}C$ körül hőleadással járó változás nyoma tapasztalható. Módosítják a termikus görbéket a szabad vasoxihidrátnak $300-400^{\circ}$ között megjelenő jelei, melyek a különböző rétegekben más és más erősséggel jelentkeznek. A fenti bélyegek legerőteljesebben a $80-140$ cm-es szintben jelentkeznek s ettől mind felfelé, a podzolos réteg felé, mind lefelé, a kőzetmálladék felé csökkennek. Mindezek az adatok együttesen beidellit jelenlétére mutatnak. Feltűnően jó egyezést mutat-

nak termikus görbéink G o r b u n o v [1] beidellit DTA görbéjével, ami megállapításainkat mégjobban megerősíti.

A leírt szelvény jó jellemzője az andezit málladékon kialakult podzolos barna erdőtalajnak, mely közephegységeink andezites területein nagy kiterjedésben megtalálható.

A *toldipusztai* barna erdőtalajként leírt szelvény agyagos részének elemzési adatai azt mutatják, hogy a molekuláris viszonyszámok a mélység felé kis mértékben növekednek és ez a változás fokozatos és folyamatos. Az elemi összetételt csak a 60 cm alatt elhelyezkedő karbonátos szint változtatja meg, azonban a viszonyszámok ezen belül is hasonlóan itt is a vas rácsbani beépülést fel kell tételezni, azonban egy része már szabad oxihidrát alakjában is jelentkezik, amint azt a DTA görbék igazolják. Az adszorpciós viszonyok közepes és nagy T-értéket mutatnak, mely csak a karbonátos altalajban csökken.

A termikus vizsgálatok alapján a kis kezdeti vízleadás és az ugyancsak kis rácsvízleadás illit típusú ásványt jellemeznek, melyhez a B-szintben beidellit és szabad vasoxihidrátok keverednek. Ezek adszorpcióképessége növeli még a felhalmozódási szint T-értékét, és ez kibővíti az alumínium-vas viszonyszámait is. A fentiek alapján a toldipusztai szelvényre nem mondhatjuk azt, hogy podzolos, mert a feltalaj agyagos részében nem jelentkezik kovasav feldúsulás. Ugyanakkor nagyobb mennyiségű vasoxihidrát megjelenése észlelhető, ami erőteljesebb kilúgzásról és vasmozgásról tanúskodik. A morfológiailag és a mechanikai összetétel alapján élesen elváló A és B szint közötti különbséget csak az agyagos rész minőségének változása nélkül bekövetkező lefelé irányuló agyagmozgással értelmezhetjük, és nem a felszíni kovasav gazdagsággal jelentkező podzolosodással.

Ezt a jelenséget sok hazai és szomszédos területen vizsgált barna erdőtalaj szelvényén tapasztaltam, azonban erre más munkámban térek ki részletesebben.

A *kehidai* erdőtalaj-szelvény agyagos részének elemi összetételében, a szelvény egész mélységében csak igen kis, jelentéktelen különbségek jelentkeznek. A szelvény morfológiai jellegével ellentétben podzolosodás jelei egyáltalán nem észlelhetők, ugyan csak nem mutatkozik a felhalmozódási szintben a vas- és alumínium felhalmozódása sem. Nemcsak az elemi összetétel és az ebből számított viszonyszámok, hanem a kationcserélő képesség is ezt a megállapítást támasztja alá. A T-érték ugyan a feltalaj 60-as értékéről, az altalajban 40-re csökken, azonban ez a fokozatos csökkenés az agyagos rész alkotórészeinek erőteljesebb felszíni mállottságával is magyarázható.

Az eddigiektől eltérő képet mutat a termikus görbék vizsgálata is. A kis kezdeti vízleadás, valamint a kis 500° körüli rácsvíz leadás illit jelenlétére utal, ezenkívül azonban a kevés és kismértékű hullámot mutató termikus görbék csak negatívumok megállapítására adnak lehetőséget. Ezek szerint az agyagos részben montmorillonit típusú agyagásvány nincs, és ugyanígy nem lehet bennük kaolinit sem. A termikus adatok között feltűnő a középső felhalmozódási szintben a kvarenek a jelenléte. Ennek, valamint a feltalaj többszörös 500° körüli hullámvölgyének jelentőségét jelenlegi adatok alapján kellőképp értelmezni nem tudom.

A *budakeszi* erdőtalaj szelvény már az előzőnél tagoltabb képet mutat. Az agyagos rész elemi összetétele alapján a három szint között jelentős különbségek mutatkoznak. A feltalajban a viszonyszám nagyobbak mutatkozik, mint a felhalmozódási szintben, majd a karbonátos altalaj kovasav-szesszkvioxid, valamint kovasav-alumínium viszonyszámai is a feltalajhoz hasonló értékeket mutatnak. A viszonyszámok nagysága illit nagyságrendjét mutatja. Hasonló következtetéseket enged meg a kationcserélő képesség is. T-érték szelvényen belüli változása kilúgzási és felhalmozódási szint

jelenlétét, valamint karbonátos C-szint tulajdonságait mutatja. Mindezekből gyenge podzolosodásra következtethetünk.

A termikus görbék alapján azonban a podzolosodás mértékére vonatkozóan is kapunk adatokat, mert a feltalajban kvarc nem mutatható ki és így az agyagos részben kristályos kovasav még nem jelentkezik. A termikus görbéken közepes kezdeti vízleadás észlelhető, majd nagy, sőt a felhalmozódási szintben igen nagy 550° körüli rácsvíz leadás, melyet a kilúgzási és felhalmozódási szintekben 900° feletti hőleadással járó átalakulás jele követ. A termikus görbék határozottan kaolinit jelenlétét mutatják. Hogy azonban nem tisztán kaolinit agyagásványról van esetünkben szó, azt a kezdeti vízleadás nagysága mutatja.

Az agyagos rész vizsgálata alapján gyengén podzolos barna erdőtalaj a budakeszi szelvény, melynek kilúgzási és felhalmozódási szintjében az agyagásvány kaolinit és illit típusú, míg az altalajban, az oligocén márgában kaolinit-illit és kalciumkarbonát keveréke található.

A *bánkuti* mezőszégi szelvényben az elemi összetétel csak kismértékben változik. A vas és alumínium oxidok és a kovasav viszonya a mélységgel csak jelentéktelen mértékben növekszik és ugyanez a változás állapítható meg, mind az alumínium és kovasav, mind a vas és kovasav viszonya esetében. Lényeges ez a megállapítás azért, mert ugyanakkor a szelvényben a mélyebb szintek felé haladva, mind több és több szén-savas mész található.

A szelvény egységes felépítését tanúsítja a kationkicserélő képesség is, mert a T-érték a mélységgel csak a karbonátosodás arányában csökken. A T-érték nagysága jelentős.

A karbonátok eltávolítása után készített termikus görbék közepes kezdeti vízleadása, kicsiny 550° körüli rácsvíz leadása kevés beidellit agyagásványra utal, amit magadiszorbióképességű amorf agyagos rész kísér.

A fentiek értelmében a szelvényt a montmorillonit típusú kristályos, valamint aktív amorf agyagos rész jellemzi, mely a talaj dinamikájának megfelelően a szelvényen belül csak jelentéktelen mértékben változik.

A *karcagi* szikes réti-mezőszégi szelvényből származó mintában a kovasav feleslege jelentkezik, míg a mélyebb szintek felé csökken, ill. ez utóbbiakban az alumínium és vasoxihidrátként felhalmozódása következtében tömődött szint alakul ki. Ezt a folyamatot tükrözi az agyagos rész is. A 120 cm alatt kezdődő karbonátos réteg ismét a feltalajhoz hasonló arányokat mutatja, ami a felhalmozódásnak e réteg felett való befejeződését jelenti.

Az agyagos rész kationkicserélő képességének vizsgálata alátámasztja a fenti megállapításokat, mert a mélységgel a T-érték nő és csak ott csökken ismét, ahol a termikus elemzés is már karbonátok jelenlétét igazolja.

A DTA görbék szerint az agyagos rész sok kevéssé aktív amorf kolloidot tartalmaz. A kristályos agyagásványok típusa valószínűleg beidellit. Emellett jelentős mennyiségű vas és alumínium oxihidrát, valamint a mélyebb rétegekben szén-savas mész is kimutatható.

Az agyagos rész vizsgálatából réties jellegű felhalmozódási szintre következtethetünk, ami egyezik e réti-csernozjom talajok morfológiai adataival.

Déványai szologyos, oszlopos szikes szelvény. A felső szintekben kevés kolloid kovasavat tartalmaz, míg 20 cm-től lefelé, a szologyos szint alatt fekvő rétegekben a kovasav teljes és viszonylagos mennyisége is megnő. Mind a szeszkvioxidokhoz, mind az alumíniumhoz viszonyítva, több kovasav van a rétegek agyagfrakciójában, mint azt a legtöbb kovasavat tartalmazó montmorillonit elméleti összetétele megengedi. Ebből

következik, hogy a mélyebb szintek kolloidjai között szabad kovasav is fellép. Ezt a megállapítást a DTA vizsgálatok is alátámasztják.

Az agyag kationcserélőképessége szintén arra utal, hogy a mélység felé, a szabad kovasav mennyisége nő, mert a T-érték fokozatosan csökken. 100 cm alatt viszont a kis T-érték már a CaCO_3 hatására jelentkezik. A feltalaj nagy kationcserélő képessége montmorillonit típusú agyagásványt jelez.

A DTA vizsgálatok szerint az agyagásványok mellett a feltalajban szabad kristályos vasoxihidrátok, a mélyebb szintekben kvarc található. 100 cm alatt az agyagos részben karbonátok, elsősorban CaCO_3 jelentkeznek. Az agyagásványra jellemző a nagy kezdeti vízleadás, míg az $500\text{--}550^\circ$ között eltávozó rácsvíz mennyisége kisebb. Ezek szerint az ásvány beidellit.

Az agyagos rész tulajdonságai szelvényen belül is változnak kisebb mértékben, mert a kezdeti vízleadás a $18\text{--}42$ cm-ből származó minta esetében a legnagyobb, és a szelvényben ettől mind lefelé, mind felfelé csökken. A rácsvíz mennyisége a $42\text{--}60$ cm-ből származó mintán a legnagyobb. Mindez arra utal, hogy a felső szintekben és a felhalmozódási szintben legerőteljesebb az agyagásványképződés, de ugyanakkor megállapítható, hogy a kristályos kolloid — még az oxihidrátokat és a kovasavat is beleszámítva — csak egy része a talaj össz-kolloidjainak.

A hortobágyi meszes-szódás oszlopos szikes szelvényben a vas és alumínium-tartalom a kovasavhoz viszonyítva a felső szintekben azonos értékeket mutat és csak 65 cm alatti karbonátos rétegben nő meg. Jelentős mértékben változik a szelvényben az alumínium és a vas viszonya, mert a $35\text{--}65$ cm-es szint agyagos részében sokkal kevesebb a vas, mint az alatta, vagy felette fekvő szintekben.

A $35\text{--}65$ cm-es szintben a kovasav, alumínium és vas mennyisége csökken, azonban ez nem a karbonátok megjelenésének következménye, mert a termikus vizsgálatok ezek jelenlétét nem igazolják.

Az agyagos rész kationcserélő képessége a feltalajban igen nagy (100 m-nél nagyobb), ami sok amorf és kristályos kolloid, esetleg ezek között montmorillonit csoport-hoz tartozó agyagásvány jelenlétére utal.

A DTA vizsgálatok szerint kvarc nem mutatható ki. A kezdeti vízleadás kettős hullámvölgye montmorillonitra utal a $35\text{--}65$ cm-es szintben, és ezt támasztja alá az 550° körül jelentkező hőfelvétel hiánya, mely 800° körül jelentkezik. Az altalaj agyagásványainak jellege azonban más, mert ezeken az 550° -os hőfelvétel már kimutatható, ami illit vagy beidellit elegyrészek megjelenésére mutat. A 400° körüli hőleadással és felvétellel jelentkező folyamatok a vas és alumínium oxihidrátok jelenlétére vezethető vissza.

A szelvény dinamikájára következtetve az agyagos rész vizsgálatából megállapítható, hogy az három részre különíthető el: a kovasavban viszonylag gazdagabb feltalajra, a $40\text{--}60$ cm között található sok alumíniumot tartalmazó szintre, valamint a 60 cm alatt jelentkező karbonátos rétegre. Az egész szelvény uralkodó agyagásványa a montmorillonit, melyhez kisebb mennyiségű illit vagy beidellit keveredik. Az egész szelvényben szembetűnő a DTA görbéken a kezdeti vízleadás nagysága a rácsvízleadáshoz viszonyítva. Ennek oka a sok aktív amorf kolloid jelenléte, ami közös tulajdonsága a talajvíz, vagy a felszíni vizek hatása alatt álló talajoknak.

Következtetés és összefoglalás

1. A bemutatott, valamint az ezen túlmenően végzett vizsgálatok alapján megállapítható, hogy az erdőtalajainkban nem ugyanazon agyagásványok találhatók még akkor sem, ha azonos talajtípushoz tartoznak. A talajképző közettől függően, az andeziten

és andezittufán kialakult erdőtalajokra a beidellit jellemző, míg a Budai hegységi oligocén üledékeken kaolinit tartalmú talajok találhatók. Sok erdőtalajunkban illit az uralkodó, így elsősorban löszhátainkon, de nem hiányzik a montmorillonit sem az erdőtalajok agyagásványai közül.

2. Az agyagos rész vizsgálatával elválaszthatjuk a morfológiailag, és a talaj teljes anyagát vizsgáló módszerek alapján nehezen megkülönböztethető podzolosodás és az agyagbemosódás jelenségét. Míg az első esetben az agyagos rész összetételében a szelvényen belül jelentős különbségek találhatók, mint a Mátraházai és a Budakeszi szelvényben, addig a Toldipusztai és Kehidai szelvények agyagos részének összetétele, illetve a molekuláris viszonyszámok az összes szintekben azonos képet mutatnak.

3. A morfológiailag hasonló podzolosodás és szologyosodás közt az agyagos rész vizsgálatának segítségével éles különbségek mutathatók ki. Míg ugyanis a podzolos szelvények elporosodott, kovasavban gazdag szintjében az agyagos rész összetételében több a kovasav, mint a felhalmozódási szintben, addig a szologyos szelvények feltalajában az agyagos rész kevesebb kovasavat tartalmaz, mint az alatta fekvő szintek. Ezzel a két folyamat különbsége még élesebbé válik és lehetőség nyílik a folyamatok lényegének felderítésére, magyarázatára. Jól láthatók a különbségek a podzolos Mátraháza és Budakeszi, valamint a szologyos Dévaványa és Hortobágy jelölésű szelvények grafikonjain.

4. Karbonátos talajszelvényekben, illetve talajszintekben kevesebb agyagásvány képződik, mint a nemkarbonátosokban. Ezt a megállapítást alátámasztják azok a vizsgálatok, melyeket a karbonátos rétegek mésztelenítése után nyert agyagban végeztem. Nem lehet szó tehát csak a szénsavas mész hígító hatásáról, de nem magyarázható az agyagásványok kisebb mennyisége a híg savas kezelés hatásával sem, mert nem karbonátos mintáknak ugyanilyen kezelése a hőbomlási jelenségeket nem csökkentette, sőt egyes esetekben még növelte.

5. Az agyagásványképződés, de az aktív amorf kolloidok képződése is a talajszintekben, elsősorban pedig a felhalmozódási szintekben a legerőteljesebb. Erre utal az a jelenség, hogy általában a talajszintekben mindig nagyobb a kolloidok kationcserélőképessége, mint a talajképző kőzetben, valamint nagyobb a kolloidok hőbomlásakor fellépő reakciók hatása is. Ennek alapján megállapítható, hogy a talajképződés folyamán nemcsak az üledékes, vagy kőzetmálladékból származó talajképző kőzet agyagos része jut szerephez, hanem ezt még gazdagítják a talajban kialakuló másodlagos ásványok is.

6. Hidromorf talajképződményeinkben, mint a réti és szikes talajokban az agyagos rész nagyobb hányada nem kristályos agyagásvány, hanem amorf kolloid. Ezekben a szelvényekben a termikus vizsgálatok során a kezdeti vízleadás nagy, míg a rácsvíz kilépés hatására fellépő 500—550° körüli hőfelvétel igen jelentéktelen. A vízbőség, sőt állandó vízhatás körülményei közt fellépő mállás a talajképződés folyamán nem kedvez az agyagásványok kialakulásának.

Érkezett: 1959. január 16.

Irodalom

- [1] Gorbunov, N. I.: Les minéraux argileux des principaux types de sols de l'URSS. Rapports au VI^e Congrès Internat. de la Science du Sol. II^e Comm. Chimie du sol. Paris. 1956.
- [2] Gorbunov, N. I.: Uszpehi v izucsenii vüszokodiszpersznüh mineralov pocsv. Pocsvovedenie. (10): 33—50. 1957.
- [3] Laatsch, W.: Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden. 4. Aufl. Steinkopff. Dresden. 1957.
- [4] Fallmann, H., Frei, E. & Hamdi, H.: Kolloid Z. 103. 111. 1943. Ref. in [3] Laatsch. W. 1957.

- [5] Scheffer, F. & Schachtschabel, P.: Lehrbuch der Agrikulturchemie und Bodenkunde. I. Teil. Enke. Stuttgart. 1956.
- [6] Schroeder, D.: Neuere Methode zur Bestimmung der Tonminerale im Boden. Z. PflErnähr. Düng. 64. 209—216. 1954.
- [7] Szűcs, L.: Gyors módszer a talajok kémiai elemzésére. Agrokémia és Talajtan. 7. 189—198. 1958.

ИЗУЧЕНИЕ ГЛИНИСТОЙ ФРАКЦИИ В ХАРАКТЕРНЫХ ПОЧВЕННЫХ ТИПАХ

П. Штефанович

Научно-Исследовательский Институт Почвоведения и Агрохимии А. Н. Венгрии, Будапешт

Резюме

В статье изложены химический состав, емкость поглощения, кривые Д. Т. А. глинистых фракций восьми почвенных профилей. Эти профили представляют собой важнейшие почвенные типы Венгрии. Они следующие:

Матрахаза: Слабо подзолистая бурая лесная почва на андезитном туфе. Растительный покров дубрава с покровом *Carex pilosa*.

Тольди-пуста: Бурая лесная почва на лёссе (иллимеризованная). Растительный покров дубрава.

Кехида: Бурая лесная почва на третичных отложениях (иллимеризованная), под вспашкой.

Будакеши: Слабо подзолистая бурая лесная почва на олигоценских карбонатных отложениях. Растительный покров дубрава. С покровом *Potentilla alba*.

Банкут: Черноземная почва на лёссе, под вспашкой.

Карцаг: Солонцоватый луговой чернозем на лессевидной породе, под вспашкой.

Девагана: Осолоделый солонец на глинистой лессевидной породе, пастбище.

Хортобадь: Осолоделый солончаковый солонец на глинистой лессевидной породе. Пастбище.

На основе проведенных исследований можно установить что в наших лесных почвах встречаются не одинаковые глинистые минералы, даже в том случае, когда эти почвы относятся к одному типу. В этом отношении большое влияние оказывают почвообразующие породы: так, для лесных почв, образованных на андезитовом туфе, характерен бейделлит, а в почвах на олигоценских отложениях в горах Буда, встречается каолинит. Во многих лесных почвах, главным образом на лёссовых отложениях, доминирует иллит. Кроме того в лесных почвах среди глинистых минералов встречается и монтмориллонит.

На основе вышеизложенного автор считает, что изучение глинистых минералов освещает историю почвообразования только со стороны взаимосвязи почвы с почвообразующей породой, но не объясняет динамизм почвы. При изучении изменения свойств глинистой фракции, и главным образом глинистых минералов в пределах почвенного профиля, можно получить много ценных данных для объяснения процессов, протекающих в почве. Характер превращения и передвижения веществ в почвах выявляется при сопоставлении таких различий отдельных генетических горизонтов, которые состоят в аморфном или кристаллическом строении коллоидов, а так же в активности и химическом составе глинистой фракции.

При изучении глинистой фракции можно отличать процесс оподзоливания от процесса иллимеризации, что обычно трудно осуществляется на основе морфологических признаков, или данных валового анализа почвы. В первом случае состав глинистой фракции по горизонтам почвы показывает значительные различия (см. профиль из Матрахаза и Будакеши), а в других случаях (см. профиль из Тольди-пуста и Кехида) состав глинистой фракции или молекулярные соотношения во всех горизонтах показывают одинаковую картину.

При изучении глинистой фракции выявляются значительные различия между процессами оподзоливания и осолодения, морфологически подобными между собой. В порошистом, богатом кремнекислотой подзолистом горизонте оподзоленной почвы, в составе глинистой фракции имеется больше кремневой кислоты, чем в горизонте аккумуляции, в то же время в поверхностных горизонтах осолоделых почв глинистая

фракция содержит меньше кремневой кислоты, чем нижележащие горизонты. Таким образом разница между этими двумя процессами выявляется еще острее, и создается возможность для выявления и объяснения сущности этих процессов. Эти различия хорошо видны на графиках, где представлены оподзоленные почвы из Матрахаза и Будакеси, и осолоделые почвы из Девованя и Хортобадь. В карбонатных горизонтах образуется меньше глинистых минералов, чем в некарбонатных. Этот вывод подтверждается исследованиями, проведенными с образцами, из которых карбонаты были искусственно удалены. Это явление не объясняется тем, что большие количества углекислого кальция разбавляют почву, так как удаление кальция разбавленной соляной кислотой не снижает количество глинистых минералов, подобная обработка безкарбонатных образцов не снижает термические реакции, даже в некоторых случаях повышают их.

Образование глинистых минералов, а так же активных коллоидов происходит наиболее интенсивно в горизонте аккумуляции. Это подтверждается тем, что в отдельных почвенных горизонтах емкость поглощения катионов коллоидов, а так же интенсивность реакций при термическом разрушении коллоидов больше, чем в почвообразующих породах.

На основе этого можно установить, что в ходе процессов почвообразования играют роль не только глинистые фракции осадочных пород и продуктов выветривания вулканических пород, но к ним присоединяются еще к вторичные минералы, образованные в почве.

В таких гидроморфных почвах, как луговые и засоленные почвы, большая часть глинистой фракции представлена не кристаллическими глинистыми минералами, а аморфными коллоидами. При термическом изучении таких почв оказалось, что у них начальная потеря воды довольно значительна, а эндотермические реакции, наступающие при 500—550° под влиянием выхода воды из кристаллической решетки, являются очень незначительными.

Процессы выветривания, происходящие при обилии воды и при постоянном воздействии воды, не благоприятствуют образованию глинистых минералов в ходе почвообразования.

Рис. 1. Данные анализа почв с обозначением; Матрахаза, Толди-пуста, Кехида, Будакеси. Величины SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 , полученные при валовом анализе глинистой фракции почвы, приведены в % от сухого вещества. Молекулярные соотношения: 1. $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$; 2. $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$; 3. $\text{SiO}_2 : \text{Fe}_2\text{O}_3$; 4. $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3$. Кривые 1, 2, 4, имеют обозначенный масштаб, а кривая 3, имеет масштаб на один порядок меньше. Емкость поглощения приведена в м. экв/100 гр. почвы. Кривые ДТА изображены от 100 до 1000° С.

Рис. 2. Данные анализа почв с обозначением: Банкут, Карцаг, Деваванья, Хортобадь. Объяснение см. рис. 1.

Investigation of the Clay Fraction of Characteristical Soil Types

P. STEFANOVITS

Research Institute of Soil Science and Agricultural Chemistry of the Hungarian Academy of Sciences, Budapest

Summary

The data of chemical composition, cation exchange capacity and DTA curves of the clay fraction of eight typical soil profiles are presented. Profiles were chosen to represent the main characteristic soil types of Hungary, as follows.

Mátraháza: slightly podzolic brown forest soil on andesite tuff. Vegetation: *Carex pilosa* oak forest.

Toldi-pusztá: brown forest soil (lessivé) on Pannonian sediment. Vegetation: oak forest.

Kehida: brown forest soil (lessivé) on Pannonian sediment, under agricultural cultivation.

Budakeszi: slightly podzolic brown forest soil on Oligocene carbonate containing sediment. Vegetation: calciphob oak forest (with *Potentilla alba*).

Bánkút: chernozem soil on loess, under agricultural cultivation.

Karcag: solonchized meadow chernozem on lowland loess, under agricultural cultivation.

Dévaványa: solodized solonetz soil on clayey lowland loess, pasture.

Hortobágy: solodized solonchak solonetz soil on clayey lowland loess, pasture.

On the basis of the presented investigations and of further, so far unpublished data it can be stated that Hungarian forest soils, even when belonging to the same soil type, do not necessarily contain the same clay minerals. Depending on the nature of the soil-forming rock, the presence of beidellite is characteristic in the case of forest soil developed on andesite and andesite tuff whilst kaolinite appears in the soils formed on the Oligocene sediments in the mountains around Buda. Illite seems to be predominant in many Hungarian forest soils, particularly in those formed on loess banks. However, also montmorillonite occurs in the clay minerals of forest soils.

In view of the aforementioned facts, the author is of the opinion that the knowledge of the content of clay minerals can clear up the history of soil formation only as far as the correlation of soil and soil-forming parent rock is concerned, no information being obtainable as to the dynamics of soil. However, by studying the changes, in the same soil profile, which take place in the properties of the clay fraction and, within this fraction, of the clay minerals proper, a great number of important data may be obtained of the processes progressing in soils. Differences between various genetical horizons of the soil profile which manifest themselves in the presence of amorphous or crystalline colloids, respectively, and in the activity and chemical composition of the clay fraction, are already capable of indicating the nature of the conversion and migration of substances in soils as well.

Investigation of the clay fraction made it possible to distinguish the processes of podzolization and clay accumulation from each other, which can be carried out with difficulty, if at all, by morphological investigations or methods examining the complete complex of soils. Whereas in the first case, appreciable differences occur in the composition of the clay fraction, within the same profile (cf. the profiles of the soils from Mátraháza and Budakeszi), the composition of the clay fraction, and the molecular ratios of the components proved to be identical in all horizons of the profiles of soils from Toldi-pusztá and Kehida.

Sharp differences can be observed between the morphologically similar processes of podzolization and degradation, by the investigation of the clay fraction. Whilst, however, the clay fraction of the pulverised, silica-rich horizon of podzolic profiles contains more silica than the accumulation horizon, the clay fractions of the topsoil of degraded soil profiles is poorer in silica than the lower lying layers. In this way, the difference between both processes becomes still sharper, and thus facilitates to clear up and interpret the essence of the processes. These differences are clearly visible in the graphs of the podzolic soil profiles from Mátraháza and Budakeszi and of the solodized soil profiles from Dévaványa and Hortobágy.

In soil profiles and soil horizons, rich in carbonate, the quantity of clay minerals formed ranges below that formed in soils free of carbonate. This observation is supported by investigations carried out with substances prepared by removing the lime content of carbonate-containing horizons. Consequently, the effect cannot be explained by the diluting action of calcium carbonate alone, nor ascribed to the treatment with dilute acid which may reduce the quantity of clay minerals since a similar treatment of carbonate-containing samples increased the phenomena of decomposition by heat, instead of suppressing them.

The formation of clay minerals as well as that of amorphous colloids of active nature is the most intensive in the soil horizons, particularly in the accumulation horizon. This is also indicated by the fact that the colloids in soil horizons always possess a stronger cation exchange capacity than those in the parent rock. The effect of reactions due to the decomposition by heat of colloids is similarly stronger. Thus, it can be stated that in the course of soil formation, besides the clay fractions of sediments or parent rocks originating from mouldered rocks, also the minerals developed secondarily in soils may participate.

In the Hungarian soils of hydromorphic nature, like meadow and alkali soil, the major portion of the clay fractions consists of amorphous colloids instead of crystalline clay minerals. These profiles showed in the course of thermic investigations a high initial loss of water whilst the heat uptake between 500—550 °C occurring under the effect of the release of water bound by the crystalline lattice was insignificant. The development of clay minerals is not favoured when the mouldering of rocks takes place on the abundance of water or under a continuous effect of water.

Fig. 1. Data of investigation of the soil samples from Mátraháza, Toldi-pusztá, Kehida and Budakeszi. Of the values of the complete analysis from the clay fraction, the data of SiO_2 , Al_2O_3 and Fe_2O_3 content are expressed as percentages of dry matter. Molecular ratios are 1. $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$, 2. $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$, 3. $\text{SiO}_2 : \text{Fe}_2\text{O}_3$ and 4. $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3$. Ratios 1., 2. and 4. are plotted in the given scale whilst ratio 3. is plotted in a tentimes smaller scale. Cation exchange capacity are expressed as mg-equivalents in 100 g of soil. The DTA curves show values observed from 100 °C to 1000 °C.

Fig. 2. Data of investigation of the soil samples from Bánkút, Karcag, Dévaványa and Hortobágy. Explications see Fig. 1.